

Arquitectura estratigráfica de alta frecuencia de una secuencia de 3^{er} orden en el margen costero de la Cuenca Ibérica (Provincia de Segovia, España)

High-frequency stratigraphic architecture of a 3rd order depositional sequence in the coastal margin setting of Iberian Basin (Segovia Province, Spain)

Javier Gil¹, José F. García-Hidalgo¹, Manuel Segura¹, Beatriz Carenas², Álvaro García³,
Javier Temiño¹, Alberto Díaz de Neira⁴

1. Área de Estratigrafía, Departamento de Geología, Universidad de Alcalá, 28871 Alcalá de Henares, Madrid.

E-mail: javier.gil@uah.es; jose.garciahidalgo@uah.es; manuel.segura@uah.es; javier.temino@uah.es

2. Departamento de Geología y Geoquímica, Universidad Autónoma, 28049 Tres Cantos, Madrid. E-mail: beatriz.carenas@uam.es

3. Departamento de Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, 28040 Madrid.

E-mail: alvaro.garcia@geo.ucm.es

4. Dirección de Geología y Geofísica, Instituto Geológico y Minero de España (IGME),

28760 Tres Cantos, Madrid. E-mail: j.diazdeneira@igme.es

PALABRAS CLAVE: Parasecuencias, Turoniense Superior – Coniaciense inferior, Margen septentrional del Sistema Central.

KEY WORDS: Parasequences, Upper Turonian – Lower Coniacian, Northern margin of Central System.

RESUMEN

En este trabajo se analiza la arquitectura estratigráfica detallada y la ciclicidad interna de la secuencia deposicional de 3^{er} orden del Turoniense Superior – Coniaciense Basal en el margen costero de la Cuenca Ibérica (Provincia de Segovia), dentro de sucesiones predominantemente terrígenas con algunas intercalaciones carbonatadas de plataforma somera.

La correlación de 16 columnas estratigráficas a lo largo de un perfil perpendicular al margen costero ha permitido identificar cuatro conjuntos de parasecuencias (4^o orden) y 10 parasecuencias (5^o orden), cuyo espesor y continuidad lateral varían en función de relaciones de onlap y toplap de las parasecuencias inferiores y superiores respectivamente, dentro de cada conjunto mayor (4^o orden). Asimismo, dentro de las parasecuencias de 5^o orden, se han identificado hasta dos parasecuencias de orden mayor (6^o orden), cuyo reconocimiento está supeditado a los términos carbonatados de las sucesiones sedimentarias.

En el trabajo se analiza la compleja superposición de cortejos sedimentarios que genera un patrón de apilamiento deposicional en el que coexisten tres rangos de secuencias de alta frecuencia (4^o, 5^o y 6^o orden), aclarando las relaciones entre las facies terrígenas y carbonatadas en este margen costero, así como las diferentes tendencias sedimentarias que se reconstruyen en función de la escala de observación.

ABSTRACT

The cyclicity and the stratigraphic architecture of the Upper Turonian-Lower Coniacian 3rd-order sequence have been analysed in the coastal margin of the Iberian Basin (north of the Central System, province of Segovia). This sequence is composed of coastal terrigenous sediments with some shallow shelf carbonate intercalations.

The 3rd-order sequence is composed of several ranges of high-frequency superimposed parasequences. Each of the four parasequence sets (4th-order), can be divided into up to three parasequences (5th-order), which in turn are composed of two minor parasequences (6th-order), recognized only in the carbonate sediments of the sedimentary succession. Thickness and lateral extent of the parasequence sets depend on the number of their internal parasequences. Parasequences and minor parasequences thins and pinch out landwards with onlap and toplap relationships regarding the basal and top parasequence set and parasequence boundaries.

The presence in the sedimentary record of 4th- 5th- and 6th-order parasequences originates a complex overlap of Systems Tracts; and thus, depending on the observation scale, different sedimentary trends can be recognized. At a detailed scale, the presence of these Systems Tracts allows to clarify the terrigenous and carbonate facies relationships. Although both facies have been formed in a single depositional episode, they were deposited in different stages of the episode. Siliciclastic facies represent the Shelf Margin Wedge/Transgressive Systems Tracts, being supplied to the Basin during a relative sea level lowstand and located at the coastal margin; later, during the subsequent transgression, they are reworked. On the other hand, carbonate sediments were deposited basinwards, during relative sea level highstands (Highstand System Tract). This depositional model explains the scarce presence of mixed facies.

Two other different sedimentary trends are recognized in the entire sequence. First, the thinning upwards trend of parasequence sets, which is related with the overall regressive trend in the upper part of the sequence (due to accommodation loss). Secondly, the progressive upwards decrease of siliciclastic deposits and a correlative increase in carbonate sediments in the parasequence sets, which suggests the existence of a longer transgressive trend (2nd-order), which continues in the overlying Coniacian sequence.

1. INTRODUCCIÓN

El carácter repetitivo de los procesos sedimentarios es un concepto ampliamente aceptado en el campo de la estratigrafía. Aunque su origen va en paralelo al del desarrollo de la Geología, como se refleja en el Pródromo de Steno (SEQUEIROS, 2002) o en el Principio del Uniformismo de Hutton (s. XVIII), dicho concepto empieza a plantearse de manera más clara en el campo de la estratigrafía a finales del s. XIX y comienzos del s. XX, cuando por primera vez se relaciona las alternancias rítmicas de pares litológicos con ciclos orbitales, anuales o de manchas solares (GILBERT, 1895; DE GEER, 1910; BRADLEY, 1929). No obstante, no es hasta las últimas décadas del s. XX cuando el reconocimiento de ciclos deposicionales en el registro sedimentario ha experimentado un notable avance a partir del desarrollo de la estratigrafía secuencial. Ello es debido al carácter temporal o cronoestratigráfico que adquieren las secuencias deposicionales.

En una primera etapa, el reconocimiento de secuencias deposicionales de baja frecuencia (1º, 2º, 3º orden) permite elaborar patrones de apilamiento deposicional y reconstruir la arquitectura estratigráfica de las cuencas sedimentarias. En el momento actual, sin embargo, se vienen analizando los ciclos sedimentarios a una escala de mayor detalle, mediante el reconocimiento de secuencias de alta frecuencia. Ello ha permitido obtener nuevos patrones de apilamiento de carácter cíclico sobreimpuestos a los anteriores (baja frecuencia), pero que presentan una periodicidad inferior a 1 Ma.

Este detallado análisis del registro sedimentario es especialmente posible en cuencas sedimentarias donde la tectónica fue escasa y quedó ampliamente superada por la eustasia como factor principal que gobernó el ritmo de los episodios deposicionales. Ambas situaciones se dan en la Cuenca Ibérica durante buena parte del Cretácico Superior (SEGURA *et al.*, 2002, GARCÍA *et al.*, 2004). Así, se han reconocido los grandes ciclos deposicionales de 2º y 3º orden o de baja frecuencia del Cretácico Superior (ALONSO *et al.*, 1993; GARCÍA *et al.*, 1993; GARCÍA, SEGURA *et al.*, 1996; GARCÍA, GARCÍA-HIDALGO *et al.*, 1996; GARCÍA-HIDALGO *et al.*, 1997, FLOQUET, 1998, SEGURA *et al.*, 1993, 1996, 1999, 2001), y de forma paralela se están identificando, dentro de los anteriores, ciclos de alta frecuencia (< 1 Ma) relacionados casi-formalmente con factores astronómicos (ciclos de Milankovitch; SCHWARZACHER, 2000, STRASSER *et al.*, 2006). Estos ciclos están identificados en materiales del Albiense-Cenomaniense (GARCÍA *et al.*, 1993;

GARCÍA, SEGURA *et al.*, 1996a; SEGURA *et al.*, 1993; GARCÍA-HIDALGO *et al.*, 1996), del Cenomaniense – Turoniense inferior (GARCÍA-HIDALGO *et al.*, 2007), del Turoniense Superior – Coniaciense Inferior (GIL *et al.*, 2001, 2005, 2006, in press), así como en sucesiones del Kimmeridgiense (BADENAS *et al.*, 2003).

En este trabajo se extiende el estudio de las sucesiones del Turoniense Superior - Coniaciense Inferior hacia el margen costero suroccidental de la Cuenca Ibérica (borde Norte del Sistema Central), de acuerdo a un objetivo múltiple: (i) reconstruir el patrón de apilamiento deposicional de alta frecuencia y establecer las relaciones numéricas de las parasecuencias internas y sus cortejos sedimentarios; (ii) reconstruir la arquitectura estratigráfica interna de un episodio deposicional de 3º orden en áreas de margen costero de cuenca, mostrando la geometría deposicional de las parasecuencias; y, (iii) aclarar las relaciones entre las facies siliciclásticas y carbonatadas dentro de cada rango de secuencia identificado. El intervalo sedimentario analizado define una secuencia deposicional de 3º orden, ampliamente aceptada en la Cordillera Ibérica (DS 7 en ALONSO *et al.*, 1993; UC 8/9 en GRÄFE & WIEDMANN 1998; Secuencia 9 en SEGURA *et al.*, 1996; DC 7 en FLOQUET, 1998; 3.1 en GARCÍA, GARCÍA-HIDALGO *et al.*, 1996 y SEGURA *et al.*, 2002; SD-1 en GIL, 2005 y GIL *et al.*, 2006).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

La zona de estudio, que actualmente constituye el margen septentrional o segoviano del Sistema Central, representó durante el Cretácico Superior áreas de margen costero de la Cuenca Ibérica (Fig. 1). El reconocimiento de estas sucesiones de margen costero es en general problemático porque actualmente están cubiertas por los depósitos continentales de las cuencas terciarias del Ebro, Duero y Tajo. Sin embargo, dichas sucesiones afloran en ambos márgenes del Sistema Central como fragmentos de la cobertera tabular mesozoica del Macizo Hespérico.

Durante el Cretácico Superior, la Cuenca Ibérica y los macizos que la limitaban (Ebro y Hespérico, al NE y SO respectivamente) se encontraban dentro del cinturón tropical y bajo el ámbito de influencia de las aguas cálidas del Tethys. Esta posición, unida a la ausencia de corrientes frías boreales determinaron un clima cálido y húmedo durante buena parte del Cretácico superior, incluyendo el intervalo estudiado. Ambos contextos, paleogeográfico y paleoclimático, determinaron una proliferación de formas de

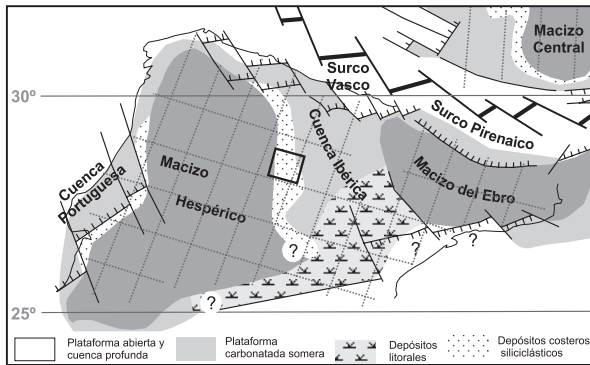


Fig. 1.—Esquema paleogeográfico de la Placa Ibérica durante el Turoniense Superior, indicando el área de estudio y los principales ambientes deposicionales de la Cuenca Ibérica. Basado en GIMÉNEZ (1987), PHILIP & FLOQUET (2000 a, b) y SEGURA *et al.* (2004).

—Palaeogeographical setting of the Iberian plate during the Upper Turonian, showing the location of the study area and the main depositional environments of the Iberian Basin. Based on GIMÉNEZ (1987), PHILIP & FLOQUET (2000 a, b) and SEGURA *et al.* (2004).

vida en las áreas pericontinentales del Tethys (incluyendo la Cuenca Ibérica) y con ello, un gran desarrollo de las plataformas carbonatadas (PHILIP, 2003).

Por otro lado, el registro sedimentario del Cretácico Superior de la Cuenca Ibérica no muestra evidencias de una actividad tectónica local significativa (SEGURA *et al.*, 2001, 2002; GARCÍA *et al.*, 2004; GIL *et al.*, 2006), a pesar de que la Placa Ibérica se encontraba inmersa en un movimiento de rotación antihoraria y desplazamiento hacia el E como consecuencia de la apertura del Golfo de Vizcaya. Esto último, sí condicionó las conexiones paleogeográficas de la Cuenca Ibérica hacia el dominio atlántico y tethysiano en diferentes etapas del Cretácico Superior.

Sin embargo, por encima de los factores anteriores, fue el importante ascenso del nivel del mar reconocido a escala global durante el Cretácico Superior el principal factor que controló el desarrollo de los episodios deposicionales en la Cuenca Ibérica (RAT, 1982; GARCÍA, GARCÍA-HIDALGO *et al.*, 1996; GARCÍA, SEGURA, GARCÍA-HIDALGO *et al.*, 1996; GARCÍA *et al.*, 2004; GARCÍA-HIDALGO *et al.*, 1997; SEGURA *et al.*, 2001, 2002; GIL *et al.*, 2004). Su registro sedimentario muestra un patrón deposicional compuesto por secuencias de 2^o y 3^{er} orden con una ciclicidad de alta frecuencia sobreimpuesta. Las secuencias de 3^{er} orden muestran un esquema paleogeográfico básico, compuesto por un cinturón de facies siliciclásticas hacia el margen costero occidental (GIL & GARCÍA, 1996; GARCÍA-HIDALGO *et al.*, 2001, 2003, 2007), y por facies de plataforma

carbonatada somera en el centro de la cuenca, estando ésta conectada al dominio atlántico o tethysiano, o a ambos, dependiendo del basculamiento de la microplaca (SEGURA *et al.*, 2002).

En la zona de estudio, el Cretácico aflora de tres formas diferentes (Fig. 2): a) a lo largo de una banda continua de dirección NE–SO desde las proximidades de Villacastín (SO) hasta la región de Prádena-Tejadilla (NE), separando los materiales hercínicos de la sierra y los depósitos terciarios de la Cuenca del Duero; b) en una segunda banda discontinua paralela a la anterior y situada en posiciones más internas de la Cuenca del Duero, con afloramientos más reducidos; y c) en macizos carbonatados más o menos extensos y potentes, situados al N de los anteriores, como los de la región de Sepúlveda–Sierra de Pradales y los de Montejo de la Vega–Embalse de Linares.

Estos afloramientos se encuentran afectados por una tectónica alpina de acortamiento, mediante un sistema de pliegues, fallas inversas y cabalgamientos de dirección N60°E y vergencia principal hacia el NO. En las inmediaciones de la Sierra de Guadarrama, predominan fallas inversas y pequeños cabalgamientos frente a las estructuras



Fig. 2.—Esquema geológico del área de estudio, indicando la situación de las secciones estratigráficas y el trazado del perfil de correlación de la Fig. 5. 1) Villaverde de Montejo; 2) Carabias; 3) Castroserracín; 4) Uruñías; 5) Sepúlveda; 6) Tejadilla; 7) Prádena; 8) Arcones; 9) Gallegos; 10) Matabuena; 11) Val de San Pedro; 12) La Higuera II; 13) La Higuera I; 14) Segovia; 15) Hontoria; 16) Ituro y Lama.

—Geological sketch of the study area, showing the location of the studied stratigraphic sections and the cross-section of the Fig. 5.

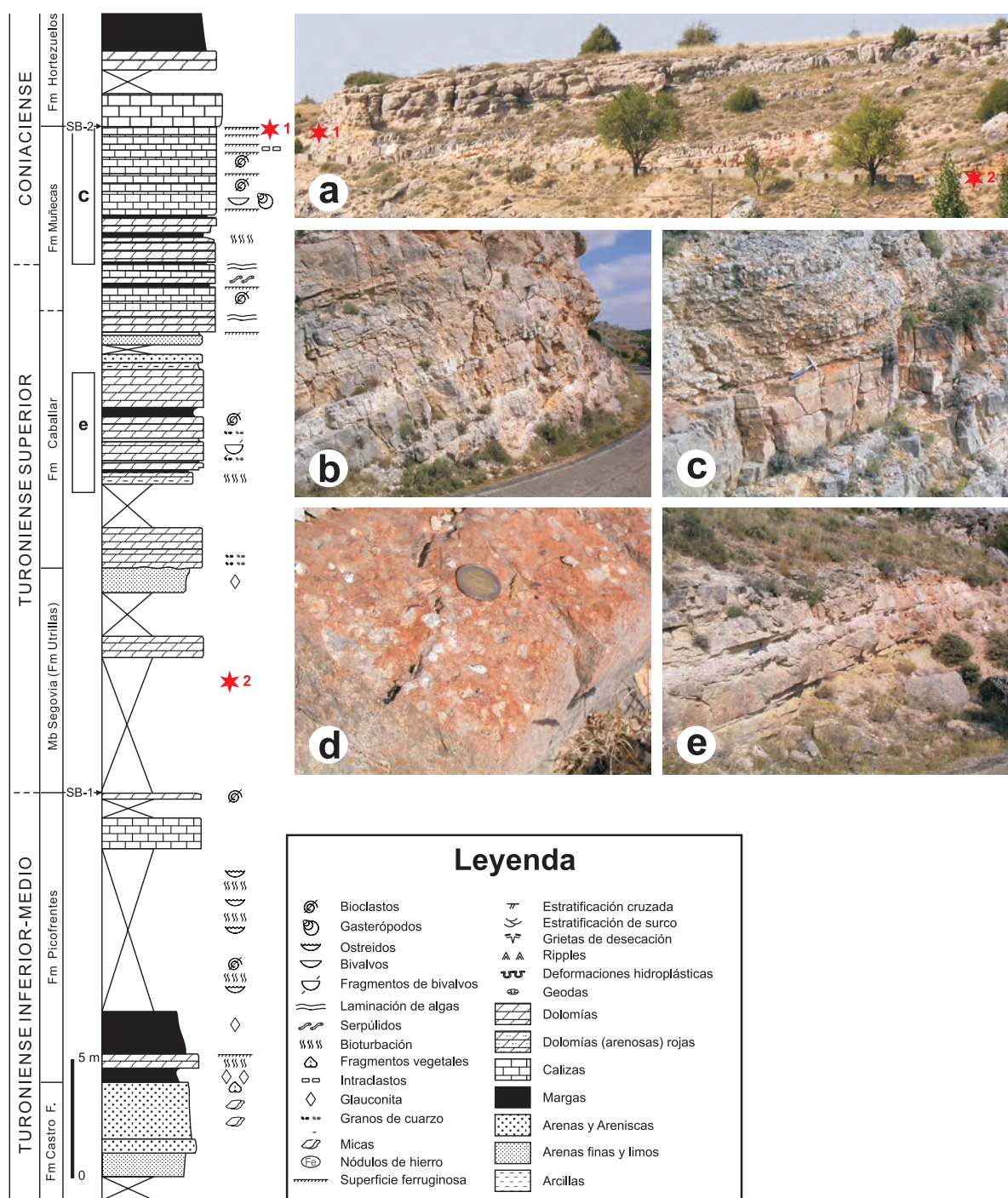


Fig. 3.—Sección estratigráfica de Villaverde de Montejo (1 en Fig. 2), representativa del sector nororiental del área de estudio, indicando edad, unidades litoestratigráficas, litologías, estructuras sedimentarias y contenido fósil. a) Vista panorámica de la sección; b) Aspecto de la Fm Muñecas mostrando una estratificación muy bien definida que denota una ciclicidad interna de alta frecuencia; c) Superficie de contacto entre las Fms Muñecas (debajo) y Hortezielos (encima); d) Detalle de la superficie de hardground entre ambas formaciones; e) Dolomías rojas de la Fm Caballar, alternando con niveles de arenas, arcillas y margas.

—Villaverde de Montejo section (1 in Fig. 2), representative of the north-eastern sector of the study area showing: age, lithostratigraphic units, lithology, sedimentary structures and fossil content. a) Panoramic view of the section; b) View of the Muñecas Fm showing a well defined stratification pattern that suggest the existence of the high-frequency internal cyclicity; c) Boundary between Muñecas (below) and Hortezielos Fms (above); d) Detailed view of the hardground surface between both formations; e) Red dolostones of the Caballar Fm, alternating with sands, clays and marls beds.

de plegamiento. Por el contrario, en los macizos carbonatados de la región de Sepúlveda – Sierra de Pradales predomina una tectónica de plegamiento suave de dirección NE-SO favorecida por el incremento de espesor de la serie cretácica. A pesar de ello, también se reconocen pequeños despegues de alto ángulo asociados a pliegues apretados (ej. anticlinales de Sepúlveda y del Embalse de Burgomillodo). En conjunto, todas estas estructuras tectónicas forman parte del sistema de apilamiento de escamas cabalgantes vergentes hacia el N (WARBURTON & ÁLVAREZ, 1989), con superficies de retrocabalgamiento asociadas, definiendo una estructura de *pop-up* cortical (DE VICENTE *et al.*, 1992), responsable del rejuvenecimiento alpino del relieve del Sistema Central.

3. ESTRATIGRAFÍA Y FACIES

La sucesión del Cretácico muestra, de forma similar al resto del Sistema Central y la Cordillera Ibérica, un conjunto inferior siliciclástico y otro superior de naturaleza calizo-dolomítica. En ella, los materiales de la secuencia de 3^{er} orden analizada (en adelante, SD-1) ocupan una posición crítica, al marcar el tránsito de un conjunto a otro (Figs. 3, 4).

En este trabajo se han levantado 16 secciones alineadas en la dirección NE-SO (Fig. 2), definiendo un perfil de correlación perpendicular al eje mayor de la Cuenca Ibérica. Varias de estas secciones han sido estudiadas previamente en trabajos de cartografía MAGNA (DÍAZ DE NEIRA *et al.*, 2007) y en otros más específicos, como el de ALONSO (1981), quien elaboró el estudio estratigráfico y sedimentológico del Cretácico del borde Norte del Sistema Central más completo realizado hasta la actualidad, en el que se estableció: (i) el primer cuadro litoestratigráfico de los depósitos cretácicos; (ii) precisas interpretaciones sedimentológicas; y (iii) la arquitectura estratigráfica.

Los materiales del episodio sedimentario analizado (SD-1) están formados genéricamente por una sucesión de arenas y dolomías tableadas que muestran la terminación, hacia el margen continental, de la plataforma carbonatada que se desarrolló en áreas centrales de la Cuenca Ibérica, así como la relación entre los ambientes carbonatados someros de aquélla y los siliciclásticos costeros.

Desde un punto de vista litoestratigráfico, la SD-1 está constituida por parte de varias unidades diferentes que se encuentran en cambio lateral de facies (GIL *et al.*, 2004), y cuyos límites no

siempre coinciden con los de la secuencia deposicional estudiada (Fig. 5a). Los términos terrígenos inferiores pertenecen al Mb Arenas y arcillas de Segovia de la Fm Utrillas (GIL *et al.*, *op. cit.*), representando prácticamente la totalidad de esta formación en el sector NE del área de estudio (Castroserracín – Villaverde de Montejo); sin embargo hacia el SO, el espesor de SD-1 se reduce progresivamente, pasando a constituir los metros finales del Mb Segovia. Por otra parte, las facies carbonatadas, que conservan aún el carácter tableado y rítmico característico en otros sectores de la Cordillera Ibérica, corresponden a la Fm Muñecas (en el sentido de FLOQUET *et al.*, 1982) en el sector nororiental (Urueñas, Villaverde de Montejo) o bien, a la base de la Fm Caballar (GIL *et al.*, *op. cit.*) en el resto del área de estudio.

La ausencia de datos cronoestratigráficos precisos para el intervalo estudiado, y debido a ello, la necesidad de buscar marcadores estratigráficos de referencia en el resto de la sucesión (ej. niveles carbonatados dentro de la serie terrígena, horizontes fosilíferos dentro del intervalo carbonatado), ha condicionado la amplitud del intervalo estratigráfico estudiado en las secciones. En general, el espesor de las mismas se ha incrementado hacia el SO a medida que la sucesión se vuelve más siliciclástica (Fig. 5), aumentando en unos casos por la base hasta alcanzar el basamento hercínico (ej. Val de San Pedro, La Higuera y Segovia) y por el techo, en otros, reconociendo litosomas más modernos (ej. La Higuera I y II, Segovia, Hontoria e Ituero y Lama). Así mismo, se ha constatado la repetición vertical de facies terrígenas y carbonatadas similares en el episodio de 3^{er} orden suprayacente (Coniaciense Superior), y como consecuencia de ello, la existencia de varios niveles de dolomías rojas en diferente posición estratigráfica, niveles que tradicionalmente han sido considerados como un horizonte guía de correlación regional.

Se han definido dos sucesiones estratigráficas tipo en función de las variaciones de espesor y la proporción de facies siliciclásticas y carbonatadas: a) una sucesión de naturaleza predominantemente carbonatada, con tramos sin dolomitizar, y niveles de arenas y limos cuyo espesor y proporción disminuyen a techo (Fig. 3), en la que, los tramos carbonatados presentan laminaciones de algas, bioturbación, niveles bioclásticos y discontinuidades sedimentarias importantes, destacando por presentar una estratificación muy homogénea que recuerda el carácter uniforme y rítmico del Turoniense Superior en el toda la Cordillera Ibérica; y b) una sucesión de naturaleza siliciclástica fundamentalmente (Fig. 4), compuesta por una alternancia de arenas blancas de

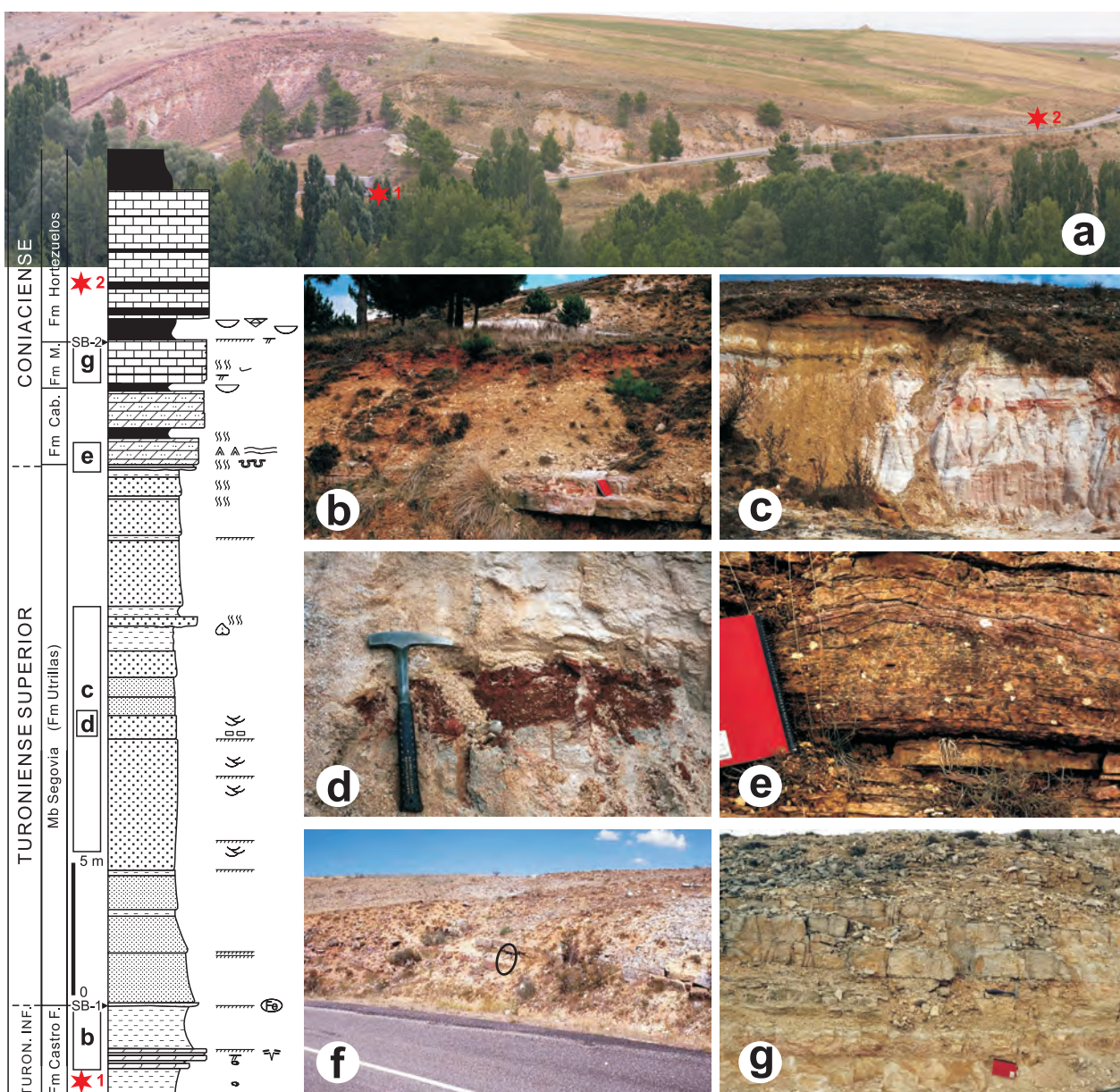


Fig. 4.—Sección estratigráfica de Castroserracín (3 en Fig. 2), representativa del sector central y suroccidental del área de estudio, indicando edad, unidades litoestratigráficas, litologías, estructuras sedimentarias y contenido fósil. Símbolos y tramas como en Fig. 3. a) Panorámica del anticlinal de Castroserracín reflejando el comienzo y final de la sección; b) Aspecto de los niveles carbonatados y de arenas arcillosas ocre de la parte final de la Fm Castro de Fuentidueña; c) Aspecto general de las arenas y limos del Mb Segovia (Fm Utrillas); d) Detalle de un litoclasto ferruginoso dentro del Mb Segovia; e) Nivel de dolomías rojas con laminaciones de algas (Fm Caballar) en la parte alta de la sucesión; f) Superficie de contacto (martillo) entre niveles de dolomías rojas y de calizas oolíticas, ambos litosomas de las Fms Caballar y Muñecas, respectivamente; g) Aspecto de campo de los niveles margo-calcareos de la Fm Hortezielos (techo de la sucesión).

—Castroserracín section (3 in Fig. 2), representative of the central and south-western zones of the study area showing: age, lithostratigraphic units, lithology, sedimentary structures and fossil content. a) Legend of symbols and patterns as in Fig. 3. a) Panoramic view of the Castroserracín anticline; b) View of the carbonate beds and muddy sands at the top of the Castro de Fuentidueña Fm; c) General view of the sands and siltstones of the Segovia Mb (Utrillas Fm); d) Detail of a ferruginous lithoclast within the Segovia Mb; e) Red dolostones bed with algal laminations (Caballar Fm) in the upper part of the succession; f) Boundary (hammer) between red dolostones and oolitic limestones, of the Caballar and Muñecas Fms respectively; g) Field view of the marl-calcareous levels of the Hortezielos Fm (top of the succession).

grano medio, limos arenosos caoliníferos y arcillas ocre y rojas con rizolitos, mostrando superficies de erosión muy incisivas y niveles de reactivación sedimentaria internos; estos materiales que dan paso a un tramo final de margas verdes y dolomías tableadas rojas, ocasionalmente arenosas, cuyo espesor decrece gradualmente hacia el SO hasta desaparecer. Una descripción más detallada de las facies, sus asociaciones y ambientes sedimentarios se recoge en la Tabla I.

La primera de estas sucesiones, más externa o marina, es válida para el sector nororiental del área de estudio, estando representada en la sección de Villaverde de Montejo; la segunda, más somera o proximal, es extensible al resto del área de estudio, mostrando en general unas peores condiciones de afloramiento dada su naturaleza terrígena. Ambas sucesiones muestran la evolución de ambientes de llanura costera siliciclástica a ambientes mareales de plataforma carbonatada muy somera con episodios de exposición subaérea en la parte superior, mostrando a gran escala un contexto retrogradante de los cinturones de facies.

A pesar del carácter azoico de los materiales estudiados, desde un punto de vista bioestratigráfico, es posible fijar con cierta precisión la edad de SD-1 a partir de correlaciones con otras sucesiones de la Cordillera Ibérica Septentrional (GIL *et al.*, 2006), así como a partir de datos de autores previos en unidades adyacentes más fosilíferas. ALONSO (1981) describe en el miembro carbonatado de la Fm Castro de Fuentidueña (actualmente Fm Picofrentes, GIL *et al.*, 2004) una asociación de ammonites, en la que reconoce las biozonas V y VI de Wiedmann, datándolas como Turoniense Medio y probablemente Superior; actualmente dichas biozonas quedan reposicionadas en la parte alta del Turoniense inferior (SEGURA *et al.*, 1993). Así mismo, la fauna de rudistas encontrados en la sección de Castrojimen dentro de la Fm Hortezuolos es característica del Coniaciense (GIL *et al.*, 2005), en línea con la presencia de *Hemitisotia celtiberica* Wiedmann, que se asocia a la base del Coniaciense Superior.

A la vista de estos datos, la SD-1 corresponde a un Turoniense Superior en sentido amplio, al

Tabla I.—Litofacies, asociaciones de facies e interpretación ambiental de la sucesión estratigráfica analizada.

—Lithofacies description, facies associations and environmental interpretation of studied sediments.

Asociación de Facies	Litofacies	Fauna	Interpretación ambiental
Calizas estromatolíticas	Alternancia de niveles micríticos y niveles fenestrales cementados, escasos cristales de dolomita.	Estromatolitos semi-esferoidales, ocasionalmente colonias de anélidos.	Mareal Carbonatado
Calizas mareales	Wackestone a packstone lajosos, laminación ondulada, flaser y lenticular.	Fragmentos de bivalvos.	
Calizas oolíticas vadosas	Grainstone oolíticos y bioclásticos, estructuras radiales, crecimiento pisolítico, ooides fragmentados no removilizados, cementos vadosos y frangeantes.	Foraminíferos bentónicos, fragmentos de bivalvos y gasterópodos.	
Dolomías y Calizas recristalizadas	Wackestone a Packstone dolomitizados de tonos amarillos-pardos, superficies ferruginosas y microcársticas, brechas.		Supralitoral Carbonatado
Dolomías rojas	Dolomías rojas, dolomías arenosas, laminación lajosa, laminación de ripples y laminación planar de algas.		
Arenas blancas	Arenas de grano medio a grueso, ocasionalmente gravas y areniscas rojas, bases erosivas, estructuras de corte y relleno, estratificación cruzada planar y de surco, estratificación hummocky, mud drapes, laminación ondulada, superficie ferruginosa.		Costero Siliciclástico
Limos y Arcillas	Limos caoliníferos, arcillas verdes a rojas, laminación ondulada, superficies ferruginosas, grietas de retracción, rizolitos.		

estar situada entre las Fms Picofrentes (Turoniense inferior) y Hortezielos (Coniaciense Superior). No es descartable una edad Coniaciense Inferior para la parte alta, habida cuenta de la escasa amplitud temporal que tiene el Coniaciense Medio en las últimas escalas cronoestratigráficas (HARDENBOL *et al.*, 1998; GRADSTEIN *et al.*, 2004).

4. LA SECUENCIA DE 3^{ER} ORDEN (SD-1)

Los materiales descritos forman parte de una secuencia deposicional de 3^{er} orden (SD-1), mostrando un patrón de apilamiento interno complejo, en el que se reconocen varios rangos de secuencias menores (Fig. 5). El límite inferior (SB-1) viene definido por una discontinuidad sedimentaria mayor, relacionada con un importante desplazamiento lateral de los cinturones de facies. En los afloramientos de la mitad septentrional del área de estudio, se localiza en el contacto entre la Fm Picofrentes y el Mb Segovia; en el resto de afloramientos de la región central y suroccidental, se localiza dentro del Mb Segovia, estando materializado por estructuras y facies que reflejan una parada sedimentaria significativa (encostramientos ferruginosos, silcretas, superficies erosivas, arcillas con rizolitos y grietas de desecación, etc.; Fig. 6a y b). Todas estas estructuras y facies sugieren una caída relativa del nivel del mar que genera una interrupción de los procesos sedimentarios, con desarrollo de costras lateríticas, colonización vegetal en condiciones subaéreas, etc., y que en conjunto señala una continentalización en el SO y un significativo desplazamiento de los cinturones costeros siliciclásticos (Mb Segovia) hacia la cuenca, depositándose directamente sobre facies más marinas de plataforma abierta (Fm Picofrentes) en el extremo nororiental.

El límite superior (SB-2) se revela como un episodio de interrupción sedimentaria significativo, con intensos procesos de oxidación y ferruginización de los sedimentos, en condiciones muy someras o subaéreas. Se localiza a techo del banco de dolomías tableadas y/o areniscas dolomíticas rojas situado en la base de la Fm Caballar (Fig. 6c y d). Hacia el NE, dicho límite coincide con el contacto entre las Fms Caballar y Hortezielos (ej. Castrojimeno, Tejares, Fuentidueña), o bien, entre las Fms Muñecas y Hortezielos (ej. Urueñas, Villaverde de Montejo; Fig. 5a). Hacia el SO el contacto se sitúa dentro de una sucesión terrígena, a techo de un pequeño conjunto de dolomías tableadas rojas que se van acuñando hasta quedar reducido a un único banco dolomítico en la

sección de Segovia (Fig. 6e y f) que desaparece en las inmediaciones.

Los materiales situados por encima representan la siguiente secuencia deposicional de 3^{er} orden (Coniaciense-Santonense), en la cual los depósitos terrígenos asociados a la caída relativa del nivel del mar que separa ambos episodios se restringen al dominio meridional (Mb Hontoria; ALONSO, 1981), mostrando en conjunto un desplazamiento general de los cinturones de facies hacia el margen de cuenca (retrogradación), que permite la llegada de facies de plataforma abierta con ammonites al sector nororiental (Fm Hortezielos), continuando de esta forma la tendencia transgresiva general iniciada en la secuencia turoniense (SD-1).

La correlación de ambos límites a lo largo del perfil estratigráfico muestra una arquitectura estratigráfica para la SD-1 en forma de “cuña”, con un reducción progresiva de espesor hacia el SO, desapareciendo antes de llegar a la sección de Ituro y Lama (Fig. 5); en su lugar se desarrolla una costra laterítica de espesor métrico (Fig. 5c) situada dentro del Mb Segovia.

5. SECUENCIAS DE ALTA FRECUENCIA

Dentro de la SD-1 se reconocen cuatro secuencias de 4^o orden o conjuntos de parasecuencias (SD-1.1, SD-1.2, SD-1.3 y SD-1.4; Figs. 5b y 7). Estos conjuntos de parasecuencias, cuyo espesor se reduce progresivamente hacia techo, están limitados por discontinuidades menores, ya sean estructuras que reflejan un episodio de interrupción sedimentaria (costras ferruginosas, colonización vegetal, procesos edáficos), o cambios de facies bruscos que implican un desplazamiento menor de los cinturones de facies.

La SD-1.1 aflora en el sector nororiental y en parte del sector central; descansa sobre los materiales de una o dos secuencias de 3^{er} orden precedentes y desaparece antes de alcanzar los afloramientos de Val de San Pedro. SD-1.2 y SD-1.3 son, por este orden, las secuencias más extensivas, alcanzando ambas el sector suroccidental (secciones de Segovia y Hontoria). En cuanto a la SD-1.4, se restringe únicamente al dominio septentrional (Villaverde de Montejo, Urueñas).

Internamente, cada conjunto de parasecuencias reproduce a mayor escala la geometría deposicional en cuña de la secuencia mayor (SD-1), materializándose una pérdida de espesor hacia el SO por acuñamiento basal (*onlap*) y biselamiento terminal (*toplap*) de las parasecuencias internas. De este modo, la amplitud de los límites de 4^o orden aumenta progresivamente hacia el SO, a

medida que tiene lugar el acuñamiento de cada conjunto de parasecuencias.

Dentro de cada conjunto de parasecuencias, existen uno o varios estratos limitados por rupturas sedimentarias menores que son correlacionables a lo largo de las diferentes secciones estratigráficas, siendo en general más fáciles de reconocer dentro de las facies carbonatadas que de las terrígenas. Estos conjuntos de estratos, relacionados genéticamente al estar limitados por discontinuidades estratigráficas, corresponden a secuencias deposicionales de 5^o orden o parasecuencias (Figs. 5b y 8). Sus límites son superficies de discontinuidad menor (superficies ferruginosas, estructuras de brechificación, contactos bioturbados, huellas de raíces, cambios súbitos de facies y del tamaño de las partículas), coincidiendo en algunos casos con los límites y las superficies estratigráficas de referencia de las secuencias mayores (4^o orden) que las contienen. Internamente presentan una tendencia definida y única representada en general por secuencias de somerización en facies carbonatadas y de grano-clasificación positiva en las terrígenas.

El número de parasecuencias dentro de cada conjunto mayor es muy variable, debido a la disminución de espacio de acomodación existente hacia el margen costero, que provoca el acuñamiento basal (*onlap*) de las parasecuencias iniciales y el biselamiento terminal (*toplap*) de las parasecuencias superiores de cada episodio de 4^o orden. Los procesos que tienen lugar durante el episodio deposicional o bien durante la interrupción sedimentaria subsiguiente, controlan la extensión de cada parasecuencia en el área de estudio.

Dentro de los términos carbonatados de cada sección se observa aún una ciclicidad de orden mayor. Las parasecuencias o secuencias de 5^o orden se dividen internamente en dos grandes conjuntos de estratos, tipo marga-caliza, caliza micrítica-bioclástica o dolomía fina-dolomía

bioclástica, repitiendo la tendencia sedimentaria (somerización) de la parasecuencia (5^o orden) que las contiene. Estos conjuntos de estratos son asimilables a parasecuencias de 6^o orden (Figs. 5b y 9), estando limitadas por discontinuidades menores (niveles de concentración de la bioturbación, superficies ferruginosas, contactos dolomía-marga, etc.) y por los límites de las parasecuencias de 5^o orden.

No ha sido posible el reconocimiento de secuencias de 6^o orden en sucesiones terrígenas. Ello es debido, bien a que realmente no exista nada más que la que representa la cuña de margen de plataforma (*SHELL MARGIN WEDGE*, SMW) de 5^o orden de la parasecuencia que las contiene, lo cual es poco probable, bien a que la resolución obtenida en este tipo de facies no permite identificar las discontinuidades menores que las limitan. Dichas discontinuidades deben de estar relacionadas con pequeñas superficies de removilización, *lags* de cantos y otras estructuras internas existentes dentro de los bancos de arena definidos que, por su abundancia y escasa importancia, no fueron tenidas en la consideración suficiente durante la recogida inicial de datos.

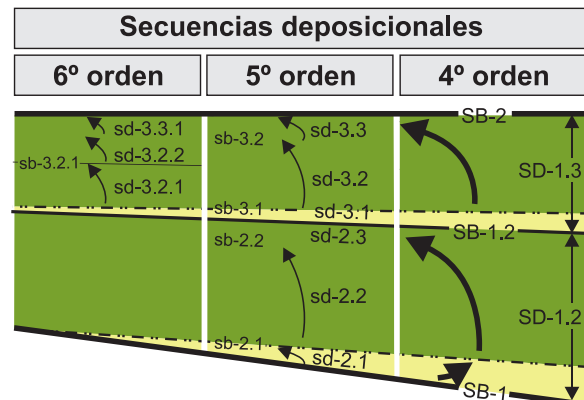
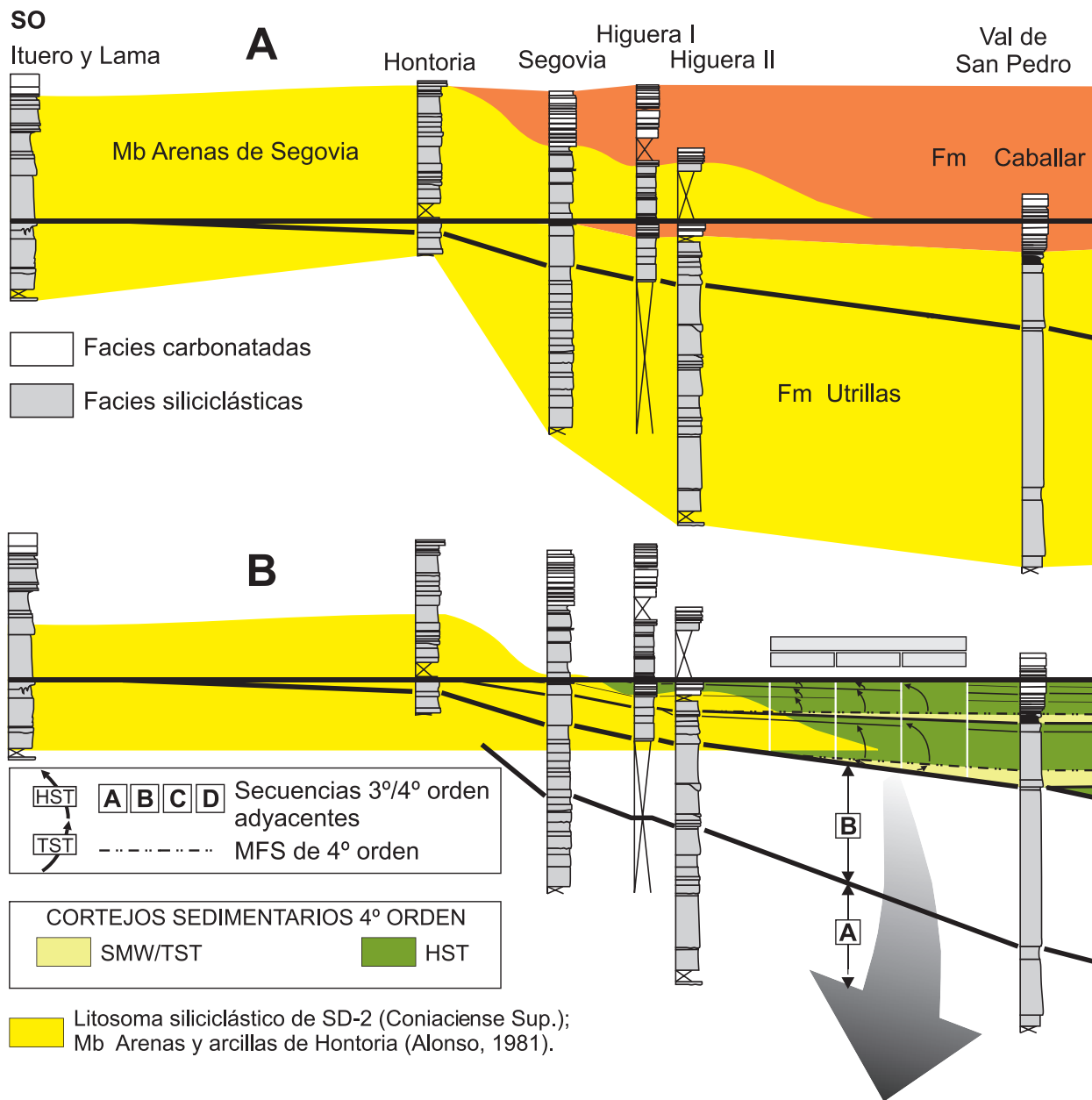
Por último, y como se ha documentado en áreas más externas de plataforma carbonatada (GIL *et al.*, 2006) aún es posible identificar un rango menor de secuencias dentro de las de 6^o orden, formadas por pares de estratos individuales (Fig. 9), cuyo origen autocíclico o alocíclico (eustático) se desconoce debido a la reducida extensión de los afloramientos (tramos carbonatados) y las escasas posibilidades de correlación.

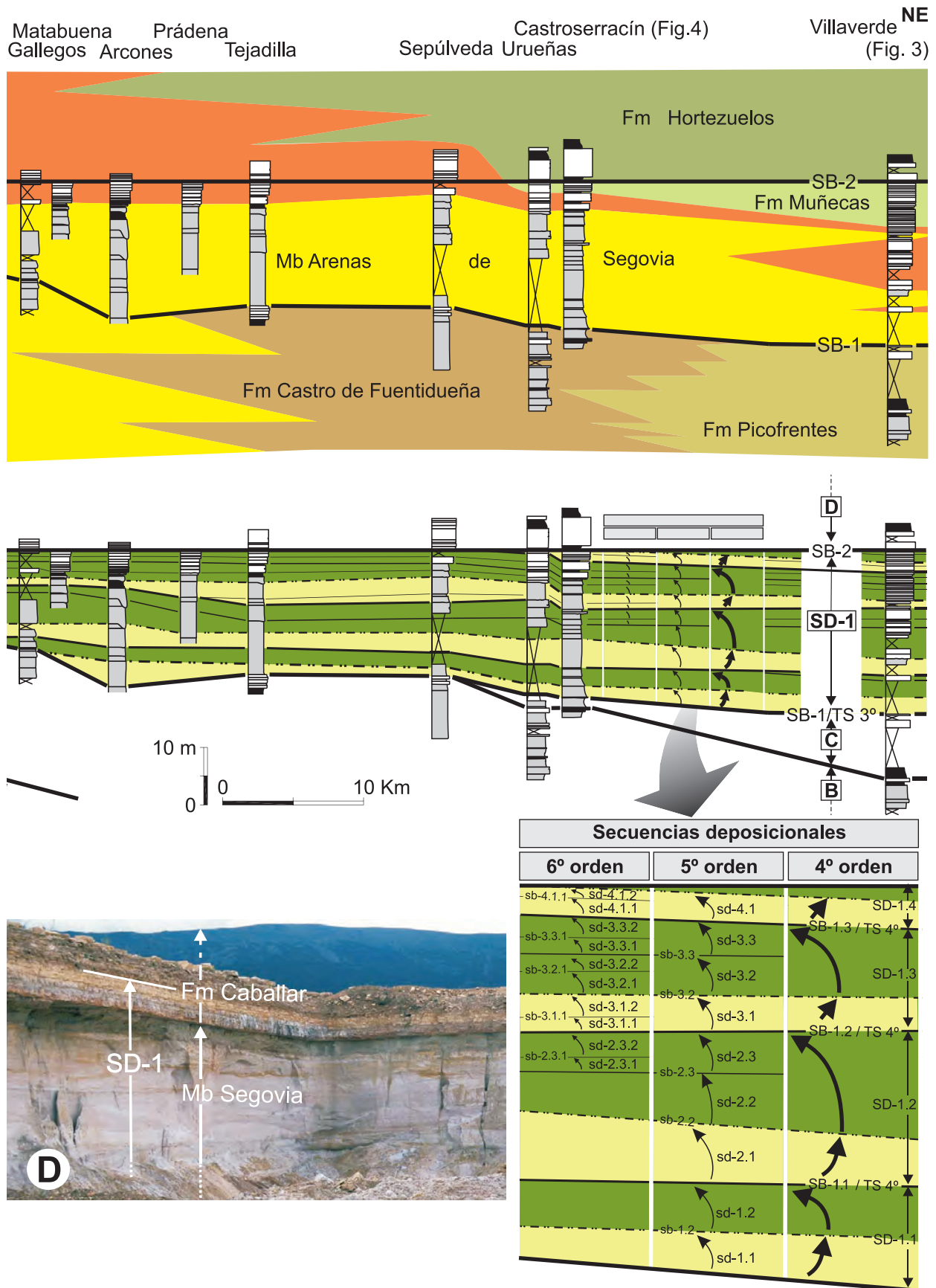
6. CORTEJOS SEDIMENTARIOS DE ALTA Y BAJA FRECUENCIA

La SD-1 muestra un patrón deposicional interno complejo compuesto por varios rangos de secuencias de alta frecuencia (4^o, 5^o, 6^o orden)

Fig. 5.-A) Relación entre las Unidades litoestratigráficas y la secuencia deposicional de 3^{er} orden del Turoniense Superior – Coniaciense Basal (SD-1) analizada, mostrando el diacronismo de las primeras respecto a los límites de secuencia (SB-1 y SB-2). B) Arquitectura estratigráfica de SD-1 y patrón de apilamiento deposicional de alta frecuencia interno a lo largo del margen continental SO de la Cuenca Ibérica; SB) Límites de secuencia internos; TS) Superficie transgresiva. C) Encostramiento ferruginoso dentro de las arenas del Mb Segovia en el afloramiento de Ituro y Lama. La amplitud temporal de este encostramiento abarca al menos, la duración completa de SD-1 (Turoniense Superior-Coniaciense basal), D) Aspecto general de la sucesión estratigráfica en el sector central del área de estudio, mostrando la relación entre las unidades litoestratigráficas y los límites de secuencia de 3^{er} orden; Cantera de Arcones (8 en Fig. 2).

–A) Relationship between lithostratigraphic units and the studied Upper Turonian-Basal Coniacian 3rd-order depositional sequence (SD-1), showing unit diachronism regarding the sequence boundaries (SB-1 and SB-2). B) Stratigraphic depositional architecture of SD-1 along the SW continental margin of the Iberian Basin; SB) minor sequence boundaries; TS) Transgressive Surface. C) Ferruginous surface in the sands of the Segovia Mb at Ituro y Lama outcrop. The temporal length of this crust includes at least, the entire time span of SD-1 (Upper Turonian-basal Coniacian), D) General view of the stratigraphic succession in the central sector of the study area. The relationships between lithostratigraphic units and 3rd order sequences boundaries are emphasized; Arcones quarry (8 in Fig. 2).





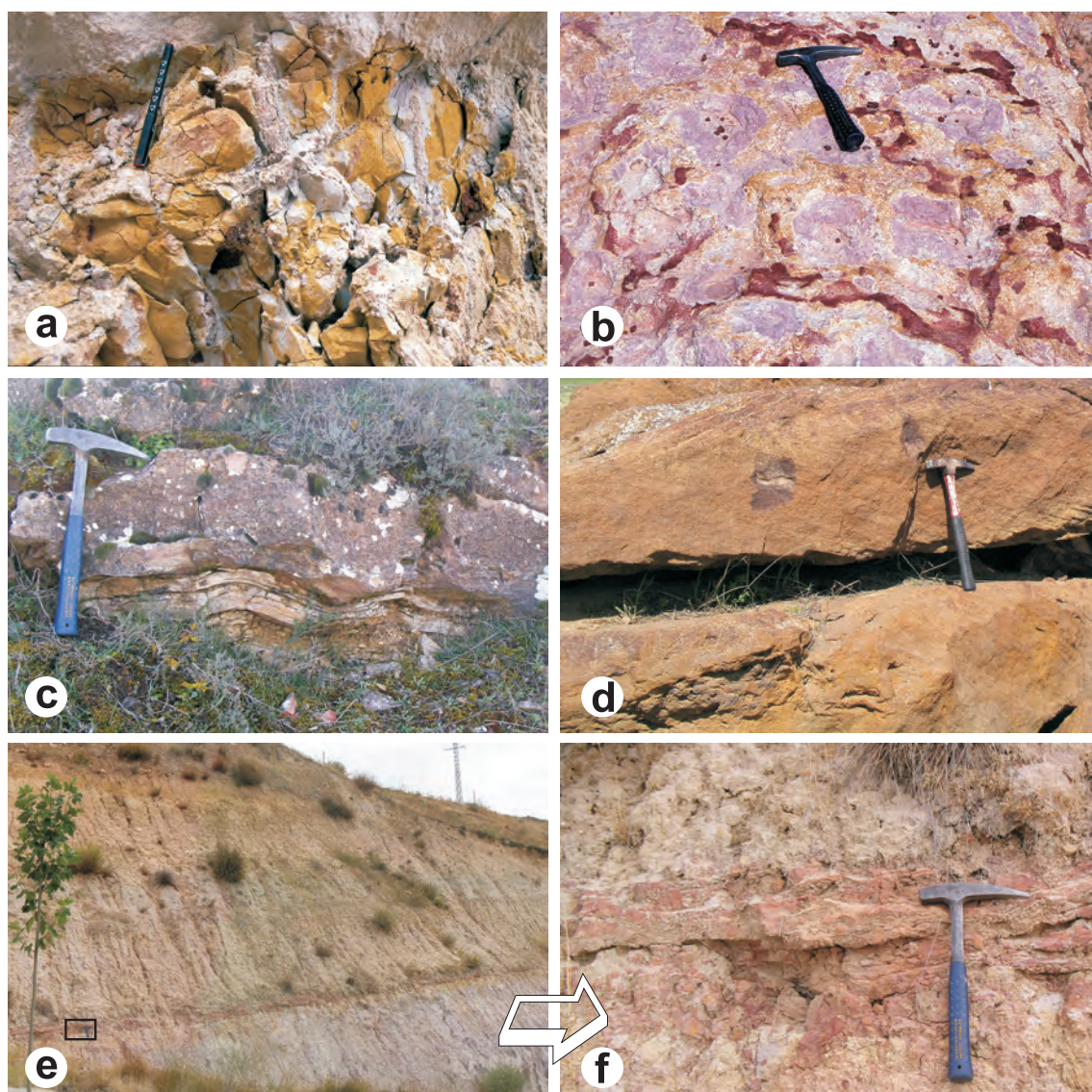


Fig. 6.-a) Rizolitos sobre arcillas limosas ocreas que caracterizan el límite inferior (SB-1) de SD-1 en la Cantera de Arcones (Segovia); b) Encostramiento ferruginoso relleno de grietas de desecación caracterizando el límite inferior SB-1 en el afloramiento de Hontoria; c) Dolomías rojas con niveles estromatolíticos pseudoglobulares en la sección de Castrojimeno; d) Areniscas rojas con laminación cruzada a techo de SD-1 en las inmediaciones de Castrojimeno; e) Último nivel de dolomías rojas (martillo) resaltando el límite superior (SB-2) de SD-1 en la sección de Segovia dentro de la sucesión arenosa del Mb Segovia; f) Detalle del aspecto brechoide del nivel de dolomías rojas de la Fig. 6e, sección de Segovia.

—a) Rhizolithes in silty mudstones beds at the lower sequence boundary (SB-1) of SD-1 in the Arcones quarry (Segovia); b) Ferruginous crust filling desiccation cracks at the lower sequence boundary SB-1 in the Hontoria outcrop; c) Red dolostones with pseudohemispheroid stromatolites in the Castrojimeno section; d) Cross-laminated red sandstones at top SD-1, near Castrojimeno; e) Top of red dolostones (hammer) at the upper sequence boundary (SB-2) of SD-1 in the Segovia section, located within the sandy succession of the Segovia Mb; f) Detailed view of the brecciated aspect of the red dolostone bed of Fig. 6e, Segovia section.

sobreimpuestos (Fig. 5b). Ello implica la superposición de otros tantos rangos de cortejos sedimentarios, de manera que un mismo conjunto de estratos puede representar al mismo tiempo dos cortejos sedimentarios de diferente signo y distinto rango.

Las parasecuencias de 5º orden se interpretan como el resultado de un evento eustático de rápida profundización, en el que se genera un espacio de acomodación, seguido por el relleno sedimentario del mismo (GIL *et al.*, 2006). El “cortejo transgresivo” (*Transgressive System Tract*, TST),

que representa la etapa transgresiva inicial del episodio deposicional, así como la superficie de máxima inundación (*Maximum Flooding Surface*, MFS) quedan incluidos en el límite inferior de la parasecuencia, estando únicamente materializada por el “cortejo del nivel del mar alto” (*High-Stand System Tract*, HST) de 5^o orden. No obstante, no se puede descartar la presencia de un SMW de 5^o orden hacia el margen continental dentro de las sucesiones terrígenas allí aflorantes, pudiendo estar retrabajadas durante la posterior etapa transgresiva, tal y como se describe más adelante para los conjuntos de parasecuencias.

Las parasecuencias de 6^o orden repiten la tendencia sedimentaria (somerización) de la parasecuencia mayor (5^o orden) que las contiene, por lo que se les supone un origen alocíclico similar aunque de menor amplitud. Se interpretan como resultado de un pulso deposicional menor en el que únicamente está representada la etapa de nivel del mar alto mediante el correspondiente HST, mientras que la etapa previa de ascenso en la que se genera el espacio de acomodación queda contenida en la discontinuidad basal.

A escala de 4^o orden, la sección estratigráfica clave para el reconocimiento de los cortejos sedimentarios de los conjuntos de parasecuencias es la de Villaverde de Montejo, debido a su naturaleza más carbonatada. El carácter predominantemente terrígeno del resto de las secciones, impide reconocer esta distribución de facies. En Villaverde de Montejo se observa que cada

conjunto de parasecuencias está formado por un tramo arenoso basal y por un conjunto calcáreo tableado en la parte superior, observándose como el espesor de los primeros disminuye progresivamente en beneficio de los segundos, a lo largo de los tres primeros conjuntos de parasecuencias (SD-1.1, SD-1.2 y SD-1.3) (Figs. 3 y 5b). SD-1.4 carece de facies terrígenas basales, estando íntegramente constituida por calizas tableadas y calizas parcialmente recrystalizadas.

La alternancia periódica de ambos tipos de facies en cada conjunto de parasecuencias debe entenderse como resultado del avance y retroceso de los sistemas deposicionales durante las distintas etapas (cortejos sedimentarios) de un ciclo eustático completo. Así, el cuerpo de arenas basal se relaciona con una etapa del nivel del mar bajo (LUTERBACHER *et al.*, 1991; RUIZ, 1996), en la cual se produce el avance de los cinturones de facies costeros hacia el interior de la plataforma, depositando una cuña de arenas terrígenas (SMW); por el contrario, las facies carbonatadas superiores corresponden a una etapa del nivel del mar alto (HST), en la que los medios carbonatados de plataforma retrogradan hacia el margen costero (Fig. 5b). La superficie de máxima inundación (MFS) se sitúa en el contacto entre ambos tipos de facies, de manera que falta por caracterizar la etapa transgresiva (TST) del episodio eustático. La presencia de superficies de reactivación energética (*ravinement surfaces*) de elevado régimen hidráulico, que en áreas de margen costero



Fig. 7.—Conjuntos de parasecuencias de 4^o orden en la sección de Villaverde de Montejo. Ver Fig. 5B para nomenclatura.
—Parasequence sets (4th-order) in the Villaverde de Montejo section. See Fig. 5B for sequences nomenclature.

caracterizan la Superficie Transgresiva (*Transgressive Surface*, TS) (DEVINE, 1991), situadas en la base de los cuerpos de arena, y no dentro de ellas, lleva a la conclusión de que estas arenas basales representan simultáneamente la SMW y el TST de un mismo conjunto de parasecuencias. Fueron aportadas a la cuenca desde el margen continental, debido al avance de los cinturones costeros asociado a la caída eustática, depositando una SMW de bajo nivel del mar; posteriormente fueron removilizadas y redepositadas durante la subsiguiente etapa transgresiva, de mayor régimen hidráulico. Esta segunda etapa de removilización sedimentaria es consecuente con el escaso volumen de sedimento que estas cuñas representaban y con el hecho de encontrarse sin cementar.

La ausencia de facies terrígenas en la SD-1.4 puede ser debida a una falta de aportes siliciclásticos procedentes del margen costero o a que éstos se depositaran en áreas más proximales (hacia el SO), sin que se puedan reconocer actualmente debido a la estructura de toplap asociada al límite SB-2; en ambos casos, la caída eustática a la que

se asocian tuvo que ser de menor amplitud que las anteriores.

El reconocimiento de los cortejos sedimentarios de 4º orden identificados en la sección de Villaverde de Montejó en el resto de los afloramientos, resulta bastante compleja debido a la dificultad de reconocer superficies estratigráficas de referencia (MFS) dentro de sucesiones terrígenas. No obstante, en este caso los cortejos de 4º orden están formados por parasecuencias de menor rango (5º orden), de manera que la MFS de 4º orden coincide con el límite superior de la primera parasecuencia interna (sd-n.1, n=1, 2, 3) (Fig. 5b), tal y como se ha descrito para el mismo intervalo estratigráfico en otros sectores más internos de la plataforma (GIL *et al.*, 2006). Esta relación facilita la extensión de dichas superficies de referencia a lo largo de todo el perfil hacia el SO. A pesar de ello, cuando las condiciones de afloramiento son muy deficientes, tal y como ocurre en la SD-1.1, nada se puede hacer.

Asimismo, la relación entre las parasecuencias de 5º orden y la MFS de 4º orden permite reconocer cuales son las parasecuencias presentes

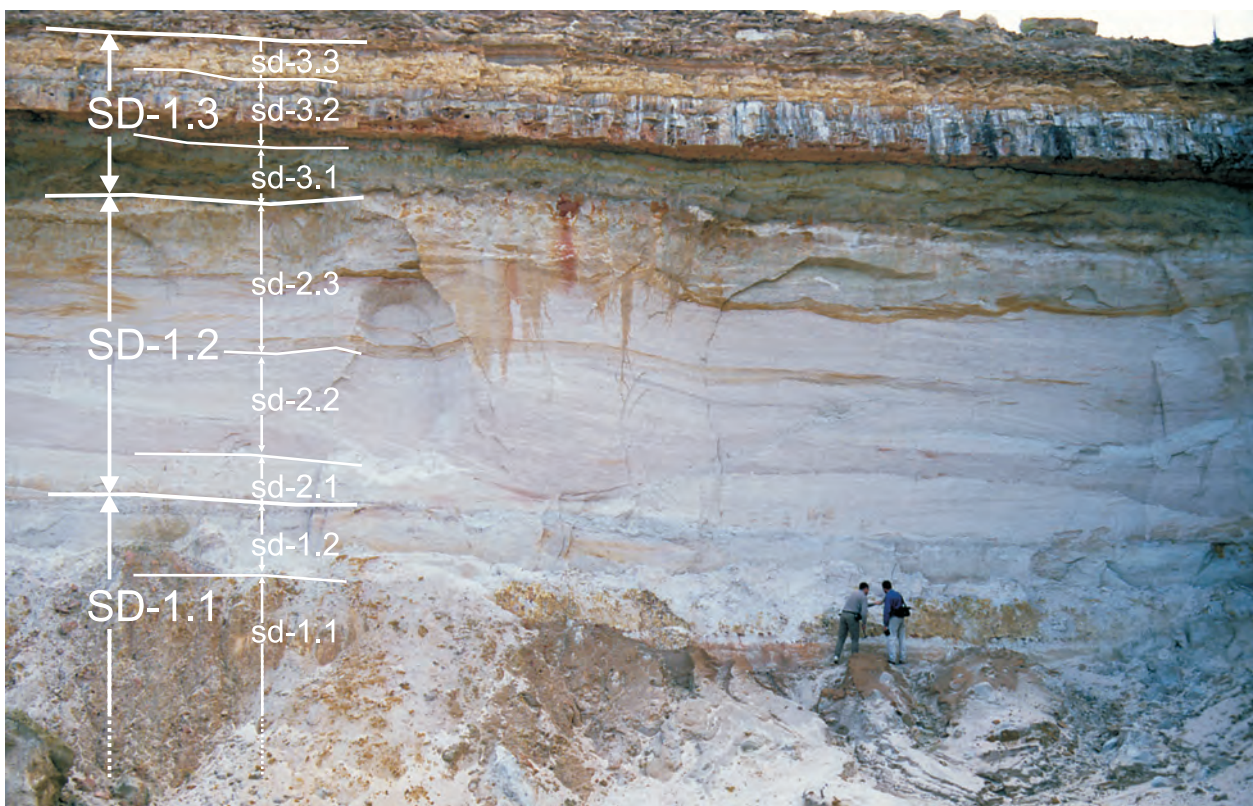


Fig. 8.—Patrón de apilamiento deposicional de alta frecuencia (4º y 5º orden) de SD-1 en la Cantera de Arcones. Ver Fig. 5B para nomenclatura.

—High-frequency depositional stacking pattern (4th- and 5th-order) of SD-1 in the Arcones quarry. See Fig. 5B for sequences nomenclature.

y ausentes en este área de margen costero. Así, de las cinco parasecuencias que definen un conjunto de parasecuencias (4^o orden) completo en sectores de plataforma carbonatada (GIL *et al.*, 2006), SD-1.2 y SD-1.3 están formadas en cada caso por las tres parasecuencias iniciales: sd-2.1, sd-2.2, sd-2.3 y sd-3.1, sd-3.2, sd 3-3, respectivamente; por su parte, la SD-1.4, por las parasecuencias sd-4.1 y sd-4.2. Finalmente, a pesar de las malas condiciones de afloramiento de SD-1.1, la correlación con sectores más internos de la plataforma (GIL, 2005; GIL *et al.*, 2006) permite aventurar que al menos debe estar compuesta por sd-1.1 y sd-1.2.

7. DISCUSIÓN

7.1. Sucesión sedimentaria

La proximidad geográfica entre las dos sucesiones tipo descritas en el trabajo (Fig. 5), así como su contraste de espesores y facies (Figs. 3 y 4), no admite una sencilla explicación basada en la existencia de ambientes deposicionales costeros con notables diferencias en los patrones de relleno. Ambas sucesiones están separadas por la prolongación hacia el norte de la Falla de Somolinos-Grado del Pico, en la que se ha reconocido una primera etapa de funcionamiento durante el Mesozoico y otra posterior durante la orogenia alpina. La primera controló de manera episódica la configuración del margen suroriental del Cuenca Ibérica (SEGURA, 1982), mientras que la segunda ha consistido en un desgarre dextral (VEGAS, 2007) con un desplazamiento del bloque septentrional de unos 8 km hacia el SE. En el área que nos ocupa, dicho desgarre ha significado la presencia de sucesiones sedimentarias del Cretácico Superior de áreas más externas (profundas) de plataforma inmediatamente al N de la fractura.

7.2. Naturaleza de los límites de secuencia

Como ocurre en amplios sectores de la Cordillera Ibérica, la secuencia del Turoniense Superior - Coniaciense Inferior (SD-1) está bien delimitada por sus límites SB-1 y SB-2. Ambos deben ser interpretados como resultado de caídas relativas del nivel del mar. No obstante, un análisis del desplazamiento de los cinturones de facies asociado a cada límite sugiere que la caída eustática asociada al límite inferior SB-1 debió ser más importante, como se deduce de la acusada progradación de cuñas siliciclásticas hacia el interior de la cuenca (Fig. 5). El desplazamiento de los cinturones de facies asociado a SB-2 fue mucho menor; las arenas costeras del episodio de

3^{er} orden suprayacente (SD-2) quedan relegadas al sector meridional (Ituero – La Higuera), mientras que en el sector centro-septentrional los cinturones de facies retrogradan, tal y como refleja la presencia de facies y faunas de plataforma abierta (Fm Hortezielos) directamente sobre las dolomías rojas mareales del techo de SD-1 (ej. Castroserracín, Urueñas).

7.3. Tendencias sedimentarias

A diferencia de lo que ocurre a escala de 4^o y 5^o orden, la distribución vertical de facies no permite diferenciar una evolución sedimentaria clara, ni los cortejos sedimentarios de la secuencia de 3^{er} orden (SD-1). Únicamente, se observa una pérdida de espesor creciente de los conjuntos de parasecuencias, que conceptualmente puede relacionarse con el carácter regresivo que adquiere la SD-1 en su tramo final una vez que, sobrepasado el máximo eustático, comienza el descenso del nivel del mar.

No obstante, los conjuntos de parasecuencias muestran una progresiva disminución del cuerpo de arenas basal en favor del dolomítico, que culmina con la ausencia total del primero en la SD-1.4 (Figs. 3 y 5). Esta tendencia registra unas condiciones marinas más acusadas de la secuencia mayor hacia techo, o si se prefiere, una tendencia retrogradante o transgresiva de los ambientes carbonatados de plataforma. Aparentemente, esta evolución es contraria al carácter regresivo que adquiere el final del episodio deposicional de 3^{er} orden comentado en el párrafo anterior, de no ser porque sobrepasa a SB-2 y continúa en la secuencia de 3^{er} orden suprayacente (ver Naturaleza de los límites de secuencia). Dicha tendencia puede interpretarse como el reflejo de una etapa transgresiva de gran amplitud, iniciada a partir de la caída eustática asociada al límite SB-1, que engloba varios episodios deposicionales de 3^{er} orden, de forma similar a como se ha reconocido en otros sectores de la Cuenca Ibérica (GIL *et al.*, 2006).

7.4. Arquitectura deposicional

La SD-1 muestra una arquitectura deposicional en forma de cuña, con una progresiva reducción de espesor hacia el SO. Esta pérdida de espesor se materializa por solapamientos (*onlap*) y biselamientos (*toplap*) terminales de las parasecuencias de 5^o orden sobre los límites de los conjuntos de parasecuencias, realzando la importancia de dichos límites. Aunque la existencia de procesos erosivos es bastante común en los márgenes costeros estando relacionados con episodios de



Fig. 9.—Parasecuencias de 6º orden dentro de los términos carbonatados (Fm Caballar) en la sección de Villaverde de Montejo. Dentro de dichas secuencias aún es posible reconocer una ciclicidad interna. Ver Fig. 5B para nomenclatura de secuencias.

—Minor sequences (6th-order) within the carbonate beds in the Caballar Fm, Villaverde de Montejo section. Within these sequences it is even possible to recognize an internal cyclicity. See Fig. 5B for sequences nomenclature.

caída eustática y del nivel del mar bajo, la simple subsidencia diferencial entre áreas de margen y plataforma (por carga sedimentaria y compactación) justificarían la falta de paralelismo de las capas inferiores y las superiores con la superficie de biselamiento. Hacia el interior de la plataforma, este tipo de relaciones tiende a desaparecer.

De todas las parasecuencias descritas, sd-3.1 destaca por su morfología lenticular, de base plana y techo convexo (Fig. 5b), con un espesor máximo de 4 m en el área central (Tejadilla-Sepúlveda) que se reduce progresivamente, alcanzando un valor mínimo de 1,5 m al NE (Villaverde de Montejo) y desapareciendo al SO (La Higuera II). Si se tiene en cuenta el contexto sedimentario en el que se ha generado, puede interpretarse como una gran barra arenosa (duna) adosada al margen costero durante la etapa transgresiva del 3^{er} episodio deposicional de 4º orden, edificada con las arenas aportadas durante la caída eustática asociada a la base del episodio. Al observar en detalle la estructura interna de la barra, se reconocen dos cuerpos de arena separados por una discontinuidad interna (secciones de Tejadilla y Sepúlveda), sugiriendo que la estructura se formó en dos etapas. En

principio, estas dos etapas no serían correlacionables con las secuencias de 6º orden reconocidas en sucesiones carbonatadas de áreas de plataforma (Gil *et al.*, 2006), ya que aparecen en cortejos de 5º orden diferentes; las primeras se habrían formado en un contexto de nivel del mar bajo y transgresivo, y las segundas en un contexto de nivel del mar alto.

7.5. Facies y Cortejos sedimentarios

El hecho de que las facies siliciclásticas y carbonatadas se formen en diferentes etapas dentro de un mismo episodio deposicional de alta frecuencia, y como consecuencia constituyan cortejos sedimentarios diferentes a escala de 5º orden, es una forma sencilla e intuitiva de explicar las relaciones entre ambos tipos de facies en áreas de margen costero, especialmente dada la escasa presencia de facies mixtas. Los términos terrígenos representan la SMW asociada a la caída eustática de la base del episodio, mientras que los carbonatados constituyen el HST de 5º orden correspondiente. Así, la MFS que separa ambos cortejos pasa de estar en la base de la

parasecuencia, cuando ésta se encuentra en facies dolomíticas, a estar en el techo de la misma, cuando aparece en facies terrígenas (ej. sd-3.2, Fig. 5).

Ahora bien, aunque el aporte de los términos siliciclásticos a la cuenca se produce durante una etapa inicial de bajo nivel del mar, el depósito final tiene lugar durante otra etapa desconectada de la primera y en un contexto sedimentario diferente (transgresivo), conservando las características sedimentarias de este último. Este hecho viene a rebatir la idea de que cada estrato es resultado de un único evento deposicional y que sus facies reflejan las características de éste; en realidad puede ser resultado de múltiples eventos diferentes, producidos en ambientes y contextos sedimentarios también diferentes, de manera que, de forma general, sus facies mostrarán las características de los últimos.

En definitiva, se ha obtenido un modelo deposicional coherente ya que integra la distribución vertical de facies en los conjuntos de parasecuencias (4^o orden), con su distribución espacial (en sentido proximal-distal) a escala de 5^o orden. Así, dentro de un conjunto de parasecuencias, los términos terrígenos representan el SMW-TST de parasecuencias de 5^o orden, pudiendo por ello aparecer igualmente en el SMW-TST o en el HST de 4^o orden, aunque lógicamente van a ser más frecuentes en el primero de ellos, ya que están asociadas a una caída eustática de mayor rango (4^o orden). Los términos arenosos que aparecen en los HST de 4^o orden (ej. sd-3.2), van a ocupar posiciones más proximales respecto a las anteriores, pudiendo incluso faltar (ej. sd-3.3), debido a la menor amplitud de las caídas del nivel del mar de 5^o orden dentro del contexto de alto nivel del mar que impone el episodio eustático mayor (4^o orden) en el que se engloban.

8. CONCLUSIONES

En áreas de margen costero de la Cuenca Ibérica, el análisis estratigráfico interno de la secuencia de 3^{er} orden del Turoniense Superior - Coniaciense basal ha permitido reconocer un patrón de apilamiento deposicional de alta frecuencia, compuesto por secuencias de 4^o, 5^o y 6^o orden superpuestas, similar al identificado en otros sectores de la Cuenca Ibérica (Gil *et al.*, 2006), aunque con un menor número de secuencias internas.

La arquitectura estratigráfica de la secuencia de 3^{er} orden dibuja una geometría en cuña con una progresiva pérdida de espesor hacia el margen costero (SO). La reducción de espesor se

materializa por solapamientos y biselamientos de las parasecuencias de 5^o orden internas sobre los límites inferior y superior de los conjuntos de parasecuencias que los contienen, de manera que las parasecuencias centrales de cada conjunto son las más extensivas sobre el margen costero.

La identificación de secuencias de alta frecuencia diferentes, especialmente las de 5^o orden, permiten explicar las relaciones existentes entre las facies terrígenas y carbonatadas en estas áreas de margen costero. Ambos tipos de facies se han formado durante un mismo episodio deposicional, pero en diferentes etapas del mismo, de manera que representan o constituyen diferentes cortejos sedimentarios. Los términos terrígenos, aportados a la cuenca durante una etapa de nivel del mar bajo, representan el SMW-TST del episodio deposicional, ya que a juzgar por su morfología lenticular pudieron estar retrabajados durante la subsiguiente etapa transgresiva. Por su parte, los términos carbonatados son el resultado del avance hacia el margen costero (retrogradación) de los ambientes carbonatados de plataforma somera durante una etapa de alto nivel del mar, y representan consecuentemente el HST del episodio. La ausencia de facies mixtas, así como de superficies de reactivación energética dentro de los términos terrígenos descartan la existencia de un TST independiente.

La coexistencia de varios rangos de secuencias da lugar a una compleja superposición de etapas y cortejos sedimentarios, de manera que un mismo conjunto de materiales puede pertenecer a dos cortejos sedimentarios de diferente signo y orden. Además, aquéllos cortejos de menor rango pueden quedar desvirtuados por el signo del cortejo de mayor rango en el que se encuentran. Esto último, se observa igualmente a escala de 3^{er} orden, dado que la tendencia transgresivo-regresiva de SD-1 es muy difícil de reconocer al quedar enmascarada por una tendencia transgresiva de mayor amplitud (2^o orden) que tiene continuidad en la secuencia de 3^{er} orden suprayacente.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CCG06-UAH/AMB0752 de la Comunidad Autónoma de Madrid y Universidad de Alcalá. Los autores agradecen las sugerencias y comentarios de dos revisores anónimos que han contribuido a mejorar la calidad final del manuscrito.

Recibido el día 26 de septiembre de 2007
Aceptado el día 11 de diciembre de 2007

BIBLIOGRAFÍA

- ALONSO, A. 1981. *El Cretácico de la provincia de Segovia (borde Norte del Sistema Central)*. Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías, 7, 271 págs.
- ALONSO, A., FLOQUET M., MAS R. & MELÉNDEZ, A. 1993. Late Cretaceous Platforms: Origin and evolution, Iberian Range, Spain. In: J. A. SIMO *et al.* Eds. *Cretaceous Carbonate Platforms*. págs. 297-313. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 56.
- BÁDENAS, B., AURELL, M., RODRÍGUEZ-TOVAR, F.J. & PARDO-IGÚZQUIZA, E. 2003. Sequence stratigraphy and bedding rhythms of an outer ramp limestones succession (Late Kimmeridgian, Northeast Spain). *Sedimentary Geology*, 161: 153-174.
- BRADLEY, W.H. 1929. The varves and climate of the Green River Epoch. *US Geological Survey Professional Paper*, 158: 87-110.
- DE GEER, G. 1912. A Geochronology of the last 12,000 years. *11th International Geological Congress Proceedings*, 1: 241-253. Stockholm.
- DEVINE, P.E. 1991. Transgressive origin of channeled estuarine deposits in the Point Lookout sandstones, Northwestern New Mexico: A model for Upper Cretaceous cyclic parasequences of the US Western Interior. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 75: 1039-1063.
- DÍAZ DE NEIRA, J.A., MUÑOZ DEL REAL, J.L., CABRA GIL, P., LÓPEZ OLMEDO, F. & LENDÍNEZ GONZÁLEZ, A. 2007. *Memoria de la Hoja 402 (Olombrada) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*, 2ª Serie. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- FLOQUET, M. 1998. Outcrop cycle stratigraphy of shallow ramp deposits: The Late Cretaceous series on the Castilian Ramp (Northern Spain). *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, *SEPM Special Publication*, 60: 343-360.
- FLOQUET, M.; ALONSO, A. & MELÉNDEZ, A. 1982. Cameros-Castilla. El Cretácico superior. In: A. GARCÍA *et al.* Eds. *El Cretácico de España*. págs. 387-453. Universidad Complutense, Madrid.
- GARCÍA, A., GARCÍA-HIDALGO, J.F., SEGURA, M., GIL, J., CARENAS, B. & RUIZ, G. 1996. Secuencias deposicionales del Cretácico superior no terminal (Turonense superior-Campaniense inferior) en la zona central de la Península Ibérica (Cordillera Ibérica y Sistema Central). *Geogaceta*, 20 (1): 123-126.
- GARCÍA, A., MAS, R., SEGURA, M., CARENAS, B., GARCÍA-HIDALGO, J.F., GIL, J., ALONSO, A., AURELL, M., BÁDENAS, B., BENITO, M.I., MELÉNDEZ, A. & SALAS, R. 2004. Segunda fase de post-rifting: Cretácico Superior. In: J.A. VERA Ed. *Geología de España*. págs. 510-522. Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- GARCÍA, A., SEGURA, M. & GARCÍA-HIDALGO, J.F. 1996. Sequences, cycles and hiatuses in the Upper Albian-Cenomanian of the Iberian Ranges (Spain): a cyclostratigraphic approach. *Sedimentary Geology*, 103: 175-200.
- GARCÍA, A., SEGURA, M., GARCÍA-HIDALGO, J.F. & CARENAS, B. 1993. Mixed Siliciclastic and Carbonate Platform of Albian – Cenomanian Age from the Iberian Basin, Spain. In: J. A. SIMO *et al.* Eds. *Cretaceous Carbonate Platforms*. págs. 255-269. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 56.
- GARCÍA, A., SEGURA, M., GARCÍA-HIDALGO, J.F., RUIZ, G., GIL, J. & CARENAS, B. 1996. Discontinuidades estratigráficas y secuencias deposicionales del Cretácico medio (Albiense superior-Turonense medio) en la Cordillera Ibérica Central y el Sistema Central meridional. *Geogaceta*, 20 (1): 119-122.
- GARCÍA-HIDALGO, J.F., GIL, J. & SEGURA, M. 2001. Sedimentología de la sucesión cretácica basal en el borde sur del Sistema Central (Madrid). *Geotemas*, 3 (2): 197-200.
- 2003. Sedimentología de los términos basales de la sucesión cretácica en el borde sur del Sistema Central. *Journal of Iberian Geology*, 29: 55-71.
- GARCÍA-HIDALGO, J.F., GIL, J., SEGURA, M. & DOMÍNGUEZ, C. 2007. Internal anatomy of a mixed siliciclastic-carbonate platform: The Late Cenomanian – Mid Turonian at the southern margin of the Spanish Central System. *Sedimentology*, 54: 1245-1271.
- GARCÍA-HIDALGO, J.F., SEGURA, M. & GARCÍA, A. 1997. El Cretácico del borde septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 10: 39-53.
- GARCÍA-HIDALGO, J.F., SEGURA, M., GARCÍA, A. & RUIZ, G. 1996. Cortejos sedimentarios en parasecuencias de 4º y 5º orden en el Cenomaniense de la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica (España). *Geogaceta*, 20 (1): 127-130.
- GIL, J. 2005. Ciclicidad y cicloestratigrafía: aplicación al estudio de sucesiones de plataforma carbonatada en la Cordillera Ibérica. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, 100 (1-4): 77-94.
- GIL, J., CARENAS, B., SEGURA, M., GARCÍA-HIDALGO, J.F. & GARCÍA, A. 2004. Unidades litoestratigráficas del Cretácico Superior en el centro de España: Correlación y revisión. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 17: 249-266.
- GIL, J. & GARCÍA, A. 1996. El Cretácico del borde meridional del Sistema Central. Unidades litoestratigráficas y secuencias deposicionales. *Estudios Geológicos*, 52: 37-49.
- GIL, J., GARCÍA-HIDALGO, J.F., MATEOS, R. & SEGURA, M. (*In press*). High-frequency orbital cycles in Upper Cretaceous shallow platform of the Iberian Ranges (Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- GIL, J., PONS, J.M. & SEGURA, M. 2005. Rudist biostrome development and its sequence stratigraphy framework at Castrojímene, Iberian Range, Spain. In: H.F. FILKORN, C.C. JHONSON, A. MOLINEUX, & R.W. SCOTT Eds. *Seventh International Congress on Rudists, Abstracts and Post-Congress Field Guide*. *SEPM Miscellaneous Publication*, 6: 34.
- GIL, J., SEGURA, M. & GARCÍA-HIDALGO, J.F. 2001. La Secuencia Depositional del Turoniense superior en el borde meridional de la Sierra de la Demanda (Cordillera Ibérica Septentrional; Provincias de Burgos y Soria). *Geotemas*, 3 (2): 205-208.
- GIL, J., SEGURA, M., GARCÍA-HIDALGO, J.F. & CARENAS, B. 2006. High-frequency cyclicity in the Upper Cretaceous of the Northern Iberian Range (Spain). *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 157/4: 667-685.
- GILBERT, G. K. 1895. Sedimentary measurement of geological time. *Journal of Geology*, 3: 121-127.
- GIMÉNEZ, R. 1987. *Estratigrafía y sedimentología del Cretácico Superior en el sector de Almansa-Requena (Provincias de Albacete y Valencia)*. 224 págs. Tesis Doctoral, Universidad Complutense, Madrid.
- GRADSTEIN, F., OGG, J. & SMITH, A. 2004. *A Geologic Time Scale 2004*. 589 págs. University Press, Cambridge.
- GRÄFE, K. U. & WIEDMANN, J. 1998. Sequence stratigraphy on a carbonate ramp: The Late Cretaceous Basco-

- Cantabrian Basin (Northern Spain). *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, *SEPM Special Publication*, **60**: 333-341.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M.B., JACQUIN, T., DE GRACIANSKY, P.C. & VAIL, P.R. 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European Basins. Chart 1, Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic chart. In: P.-C. DE GRACIANSKY, J. HARDENBOL, T. JACQUIN & P.R. VAIL Eds. *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. *S.E.P.M. Special Publication* **60**. Appendix.
- LUTERBACHER, H.P., EICHENSEER, H., BETZLER, CH. & VAN DEN HURK, A.M. 1991. Carbonate – siliciclastic depositional systems in the paleogene of the South Pyrenean foreland basin: a sequence – stratigraphic approach. *International Association of Sedimentologist, Special Publication*, **12**: 391-407.
- PHILIP, J., 2003. Peri-Tethyan neritic carbonate areas: distribution through time and driving factors. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **196**: 19-37.
- PHILIP, J. & FLOQUET, M. 2000a. Late Cenomanian. In: S. CRASQUIN Coord. *Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical Map 14 and Explanatory notes*. págs. 129-136, 1 fig. CCGM/CGMW, Paris.
- 2000b. *Early Campanian*. In: S. CRASQUIN Coord. *Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical Map 14 and Explanatory notes*. págs. 137-144, 1 fig. CCGM/CGMW, Paris.
- RAT, P. 1982. Factores condicionantes en el Cretácico de España. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **8**: 1059-1076.
- RUIZ, G. 1996. *Arquitectura deposicional de las Facies Utrillas en la zona central de la Cordillera Ibérica*. 187 págs. Tesis Doctoral Universidad Complutense, Madrid.
- SCHWARZACHER, W. 2000. Repetitions and cycles in stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, **50**: 51-75.
- SEGURA, M. 1982. *Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico de la Cordillera Ibérica en la Provincia de Guadalajara*. 477 págs. Tesis Doctoral, Universidad Complutense, Madrid.
- SEGURA, M., CARENAS, B., GIL, J., GARCÍA-HIDALGO, J.F. & GARCÍA, A. 2001. Anatomy of the carbonate bodies in relation to their position with respect to the maximum transgressive in the 2nd-order Cycles of the upper Cretaceous from the Iberian Range. *Géologie Méditerranéenne*, **28** (1-2): 163-168.
- SEGURA, M., GARCÍA, A., GARCÍA-HIDALGO, J.F. & CARENAS, B. 1993. The Cenomanian-Turonian transgression in the Iberian Ranges (Spain): depositional sequences and the location of the Cenomanian-Turonian boundary. *Cretaceous Research*, **14**: 519-529.
- SEGURA, M., GARCÍA, A., GARCÍA-HIDALGO, J.F., CARENAS, B., RUIZ, G. & GIL, J. 1996. Relaciones genéticas entre las unidades litoestratigráficas del Cretácico medio y superior de la Cordillera Ibérica Occidental. *Geogaceta*, **20** (1): 54-57.
- SEGURA, M., GARCÍA-HIDALGO, J.F., CARENAS, B., GIL, J. & GARCÍA, A. 2004. Evolución paleogeográfica de la Cuenca Ibérica en el Cretácico Superior. *Geogaceta*, **36**: 103-106.
- SEGURA, M., GARCÍA-HIDALGO, J.F., GARCÍA, A., RUIZ, G. & CARENAS, B. 1999. El Cretácico de la zona de intersección del Sistema Central con la Cordillera Ibérica: Unidades litoestratigráficas y secuencias deposicionales. In: *Libro homenaje a José Ramírez del Pozo*. A.G.G.E.P. págs. 129-139. Madrid.
- SEGURA, M., GARCÍA, A., CARENAS, B., GARCÍA-HIDALGO, J.F. & GIL, J. 2002. Upper Cretaceous of the Iberian Basin. In: W. GIBBONS & M.T. MORENO Eds. *The Geology of Spain*. págs. 288-292. Geological Society, Londres.
- SEQUEIROS, L. 2002. Las raíces de la Geología: Nicolás Steno, los estratos y el diluvio universal. *Revista de la Asociación Española de Enseñanza Ciencias de la Tierra*, **10**: 217-242.
- STRASSER, A., HILGEN, F. J. & HECKEL, P.H. 2006. Cyclostratigraphy -concepts, definitions, and applications. *Newsletters on Stratigraphy*, **42** (2): 75-114.
- VEGAS, R. 2007. Modelo tectónico de formación de los relieves montañosos y las cuencas de sedimentación terciarias del interior de la Península Ibérica. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, **101**: 31-40.
- VICENTE, G. DE, GONZÁLEZ-CASADO, J.M., BERGAMÍN, J.F., TEJERO, R., BABÍN, R., RIVAS, A., ENRILE, J.L., GINER, J., SÁNCHEZ SERRANO, F., MUÑOZ, A. & VILLAMOR, P. 1992. Alpine structure of the Spanish Central System. *Actas del III Congreso Geológico de España*, **1**: 284-288.
- WARBURTON, J. & ÁLVAREZ, C. 1989. A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama Mountains, Spanish Central System. In: *Libro homenaje a Rafael Soler*. A.G.G.E.P. págs. 147-155, Madrid.